



TITLE:

1-5-3 防災研究所における地震活動
の研究：跡津川断層と飛騨山脈下の
地震活動 -初期の観測- (1. 京大地物
研究の百年(集録I、IIに続く))

AUTHOR(S):

三雲, 健

CITATION:

三雲, 健. 1-5-3 防災研究所における地震活動の研究：跡津川断層と飛騨山脈下の地震活動
-初期の観測- (1. 京大地物研究の百年(集録I、IIに続く)). 京大地球物理学研究の百年(III)
2011, 3: 33-36

ISSUE DATE:

2011-10-15

URL:

<http://hdl.handle.net/2433/169939>

RIGHT:

跡津川断層と飛騨山脈下の地震活動—初期の観測—

三 雲 健 (1953 年卒)

1. 背景

中部地方北西部の飛騨地方は、東側をわが国最高峰の飛騨山脈、西側を両白山脈で境され、北側は富山平野、南側は美濃山地で囲まれる高地地帯である。この地方は地質学的には主として古生層と中世層、一部は第三紀より第四紀の火山岩より成る。この地域に跡津川断層をはじめ、飛騨断層系と呼ばれる多くの第四紀活断層が存在することはすでに 1912 年頃に指摘されていたが、これら断層系の全体像が明らかになったのは、比較的最近の詳細な地形・地質学的調査（1）によるものであった。この跡津川断層は東北端の立山付近より真川—有峰—太多和—跡津川—高原川—宮川—天生峠—白川へ至る ENE—WSW の走行を持ち延長約 70 km に達する。この断層沿いの地形のずれは中央部の高原川付近で最大約 3 km に達し、明瞭な川の屈曲を見せている。跡津川断層の北方約 6 km にはほぼ平行して走る同程度の長さの牛首・亀谷断層が存在し、さらにこの間には両者を斜めに結ぶように茂住・佑延断層が走っている。またこれらの断層の西南端には、ほぼ直交するように御母衣断層が NWN—SES 方向に伸び、さらにこの南東端より東側に約 10 km の間隔をおいて阿寺断層が南東へ伸び、さらにこの両断層に直交する多数の小断層の存在が認められている。これらの共役断層群は、この地方が第四紀に入ってから以来の長期間 ESE—WNW ないし E-W 方向の強い圧縮力を受けたために生成されたものと考えられている。

一方、飛騨地方の東側に存在する平均標高 2,500 m の飛騨山脈はほぼ南北方向に走るが、この山脈中には北から立山、鷲羽岳、焼岳、乗鞍岳、御岳などの活火山が存在し、このうちのあるものは現在も間歇的な火山活動を継続している。また西側の両白山脈中にも白山、大日岳の 2 つの活火山が存在する。

2. 地震観測の開始

この地方に最初の地球物理系観測所が置かれたのは、1965 年の京大防災研究所付属・上宝地殻変動観測所である。この観測所の本来の目的はこの地方特に跡津川断層に関係する地殻変動を検出することであり、上宝蔵柱観測坑に伸縮計、水管傾斜計、歪地震計などを設置して観測を継続していた。この時期に最初に断層付近に地震計を設置して地震の予備的観測が行われたのは 1971-73 年であり、この周辺で多くの微小地震が発生していることが見出された（2、3）。それまでの 15 年間の気象庁による観測では、この周辺に発生した小地震($M > 3$)は僅かに数個であった。

1976 年には第 3 次地震予知計画によって、この地域の地震活動を把握するため上宝蔵柱のほか、岐阜県天生、富山県楡原に地震観測点を設置してテレメータにより、観測データを観測所に送ることを計画した。この計画については当初、京大内部や国内の微小地震観測グループから、地殻変動観測所が何故地震予知関係予算によって地震観測を行うのかという批判があった。これに対しては上の背景をもとにこの地域の地震観測の重要性について種々説明を重ねた結果、当時の文部省当局は異議を挟まず、結局このための予算が観測所に配当され、これによって上記の観測点設置とデジタル・テレメータ・システムの導入が可能になった（当時のシステムの詳細は(5) 参照）。次いで 1979 年には富山県福光観測点を増設するとともに、名古屋大学との協議により、同大学高山地震観測所の 3 観測点（高山、焼岳、高根）との間でテレメータによるローカル・データ交換を開始し、1980 年 4 月からは 7 観測点によって飛騨地方北部一帯の地震活動状況を把握できることと

なった。さらに 1985 年から始まった第 5 次計画中の「日本海沿岸総合観測研究」によって、石川県七尾、宝立 2 観測点と富山県朝日観測点を増設し、能登半島と富山湾周辺の地震活動もあわせて 10 観測点からのデータが上宝観測所へ搬送され、ここで集中処理されてこの地方一帯の常時地震観測が始められることになった。

3. 初期(～1990)の地震活動観測結果

次にこれらの観測網の完成後に得られた 1980 年 4 月から 1986 年 6 月までの地震活動状況(6、10、14、16) を図 1 に示した。この中にはこの約 6 年間に発生した $1 < M < 5$ の地震 5864 個の震央が含まれる。これらの地震の震源決定には、この地方の平均的地殻速度構造をもとに、非線形最小二乗法が用いられた(6、16)。震源位置の精度は観測網の中心から半径 25 km 以内では水平方向に 1 km、深さ方向で約 2 km 以内、中心から 25～50 km の範囲ではそれぞれ 1.5 km と 3 km 以内であった。

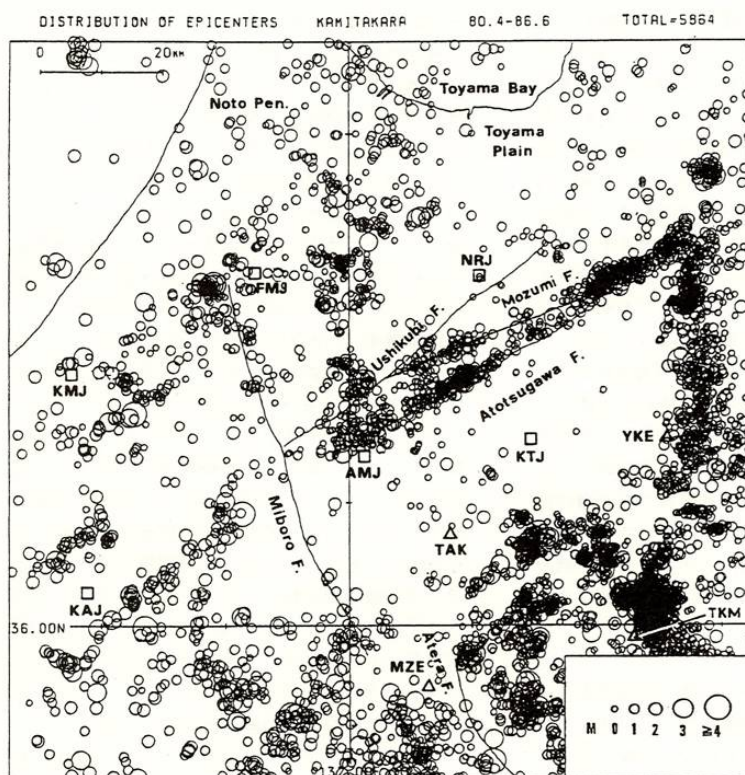


図 1 上宝地震観測網で得られた 1980 年 4 月～1986 年 6 月の地震活動状況。

これらの観測から地震活動パターンは次のような特徴を示すことが明らかになった。先づ跡津川断層沿いには活発な活動が見られるが、その活動は一様ではなく、断層の東部と西部で活発で、中央部の約 22 km の間の活動度は比較的低い。東部の活動は立山付近で飛騨山脈下の活動に連なり、また西部の活動は天生峠から御母衣断層を超え、白山付近まで達している可能性もある。さらにこの北側には牛首断層が走り、この断層西部と跡津川断層の間を斜めに走る茂住・佑延断層沿いにも活動が見られ、これらの活動は時間的にはほぼ定常的である。一方、東側の飛騨山脈に沿っても北部の立山付近から中央部の焼岳—乗鞍岳までの間と、南側の御岳周辺に活発な地震活動が見られる。この活動は定常的ではなく、間歇的な群発活動とこの移動現象が見られるのが特徴である。また高山東方や阿寺断層東方にも活動が見られる。さらに御母衣断層北部や富山平野西部の清水、石動などの活断層周辺にも地震が発生しているが、これらの断層と関係があるかどうかは明らかではない。一方、跡津川断層と飛騨山脈西縁および高山東部の活動域に囲まれる上宝を中心とする

三角地帯では、地震活動は特に低く、この地域の地殻がかなり均質であることを示している。

跡津川断層沿いの地震活動が一樣ではなく、その発生頻度に差が見られることは、この断層の動きによって発生したと思われる 1858 年の安政飛越地震(M7.0)の影響を受けていることが考えられる。この地震の際、この断層のほぼ全体が動いたと思われることは、断層に沿う当時の被害調査(7)や、断層の東部と西部で行われた古地磁気学的調査と年代測定 (12、13)、さらには 1982 年に断層西部の宮川村野首で行われた断層トレンチ掘削調査(11)の結果からほぼ明らかである。この地震時の断層変位を示すデータはないが、これが一樣でなかったために、地震後の応力分布も一樣でなく、これが現在の地震活動のパターンに影響している可能性が考えられる。また別の理由として、国土地理院による測地測量(1990)により、中央部では年間 2 mm 程度のクリープが見出されたことから、これがここでの地震の活動度に影響している可能性も考えられる。

一方、これらの地震発生の深さの下限は、跡津川断層中央部の下では約 15 km、断層西端の天生付近で約 10 km、東端の黒部付近で約 8-10 km と両端で浅くなっており、これが断層面の深さを示すものと解釈されている。またこの深さ分布は地表面にほとんど垂直か、断層の西端付近ではやや西北側に傾斜しており、これがこの付近の断層面の傾斜を示すものかも知れない。これに対して、飛驒山脈下では地震発生の下限は 8 km 程度である。地殻中で地震が発生する深さの下限は地殻内の熱流量にしたがって温度分布に関係することは早くから指摘されており(4、9)、ある深さで岩石が脆性的性質から塑性的性質へ移行するためと考えられる。飛驒山脈には先に述べたように、いくつかの活火山が存在するため他の地域に比べて高温と考えられ、このため地震発生の下限が浅いと思われる(19)。

このことはこの地域で行われた 3 次元速度構造の研究によっても支持される。高精度の地震観測データのインバージョンによる広域の地殻・上部マントル構造の研究では、飛驒地域は周辺地域に比べてやや低速度で、飛驒山脈を含む地域の地殻部分の P 波の平均速度は 3.5~7 %程度小さく、上部マントルでは3~4 %の低速度層が約 150 km の深さまで入り込んでいることが示された(18)。次いでこの地域の上部地殻の 3 次元構造をさらに詳しく調べるために、上宝観測網 8 点、北陸観測網 2 点、名古屋大学高山観測網 4 点、東大地震研・信越観測網 2 点の合計 16 観測点で観測された 204 個の地震による約 2、200 個の P 波走時の同時インバージョンが行われた(17、21)。この結果、飛驒山脈の西縁付近から跡津川—牛首断層の西端付近までは P 波速度 6.0~6.2 km/s の硬い層が少なくとも深さ 12 km 程度まで存在すること、飛驒山脈中軸部と西南端付近では上部から約 10 km の深さまで 5.6~5.8 km/s のかなり遅い速度層が存在し、火山活動による高温状態を示唆するとともに、白山を含む西部の両白山脈の上部地殻も同様に低速度層に覆われていることなどが明らかになった。

一方、この期間中に上の地域に発生した M>3 の主要な地震のメカニズムは、跡津川断層沿いでは右横ずれ型が卓越し、この断層のすべり方向と調和的であるが、牛首、御母衣断層北部には逆断層型の地震も発生している。また飛驒山脈下に発生した地震の多くは、御岳周辺の地震も含めて、横ずれ型メカニズムが卓越し、阿寺断層北部東側の地震も同様なメカニズムを示している。これらの地震を発生させた最大主応力は ESE-WNW 方向にあるが(14,16)、このパターンはこの時点までに行われた過去約 80 年間の三角測量の結果 (15) と整合的であり、最近の広域 GPS 観測からも支持される。この事実は飛驒地方が第四紀の長期間に亘ってこの方向のストレスを受けてきたことを示し、早くから考えられて来た(8)ように、太平洋プレートの沈み込みに起因するところが大きいと思われる。

4. その後

跡津川断層周辺と飛驒山脈を含む飛驒地方一帯の地震活動の観測はその後にも継続され、2000 年以後は Hi-net 観測点を含む観測データが京大防災研 (宇治) と気象庁へも送られて集中解析され、精度の良い結果が得られている (20、22、25)。また飛驒山脈の立山の下では深さ 20 km 付近で

低周波地震が観測されるなどの新しい発見もあった(23)。跡津川断層を含むこれらの地域は、大局的には新潟—神戸を結ぶ一定の幅を持ったベルト上にあり、地震活動や地殻変動が特に活発な地帯として、最近では“歪集中帯”と呼ばれて注目されるようになった。2004年から2008年まで跡津川断層を中心とする地域では、さらにGPS観測(26、27)や多点合同地震観測(28)はじめ多くの研究機関による総合的調査研究が行われた。これらの新しい観測結果については、最近の“Geodynamics of Atotsugawa Fault System”(29)にまとめられている。

参考文献 (年代順)

- (1) 松田時彦, 1966, 地震研究所彙報, 44, 1179-1212.
- (2) 和田博夫, 岸本兆方, 1974, 地震II, 27, 1-9.
- (3) 和田博夫, 1975, 地震II, 28, 113-124.
- (4) 小林洋二, 1976, 地震予知シンポジウム特集, 184-193.
- (5) 上宝地殻変動観測所・地震予知計測部門, 京大防災研年報, 1978, 21B-1, 118-135.
- (6) 和田博夫, 三雲健, 小泉誠, 1979, 地震II, 32, 281-291.
- (7) 宇佐美龍夫, 東大地震研究所, 東大史料編纂所, 京大防災研究所・上宝地殻変動観測所, 1979, 地震予知連絡会報, 21, 115-119.
- (8) Huzita, K., 1980, Mem. Geol. Soc., Japan, 18, 129-153.
- (9) Sibson, R.H., 1982, Bull. Seism. Soc. Am., 72, 151-163.
- (10) 三雲健, 和田博夫, 1983, 月刊地球, Vol. 5, 325-334.
- (11) 跡津川断層発掘研究グループ, 1983, 月刊地球 Vol. 5, 335-340.
- (12) 酒井英男, 広岡公夫, 月刊地球, 1983, Vol. 5, 394-398.
- (13) 竹内章, 酒井英男, 1985, 活断層研究 1, 67-74.
- (14) 三雲健, 小泉誠, 和田博夫, 1985, 地震II, 38, 25-40.
- (15) 橋本学, 多田堯, 1986, 地震学会講演, A28.
- (16) Mikumo, T., H. Wada, and M. Koizumi, 1988, Tectonophysics, 147, 95-119.
- (17) 三雲健, 平原和朗, 竹内文朗, 和田博夫, 佃為成, 藤井巖, 西上欽也, 1989, 月刊地球, Vol. 11, No.2, 90-96.
- (18) Hirahara, K., A. Ikami, M. Ishida, and T. Mikumo, 1989, Tectonophysics, 163, 63-73.
- (19) Ito, K., 1989, Tectonophysics, 217, 11-21.
- (20) 和田博夫, 伊藤潔, 1995, 京大防災研年報, 38B-2, 235-250.
- (21) Mikumo, T., K. Hirahara, F. Takeuchi, H. Wada, T. Tsukuda, I. Fujii, and K. Nishigami, 1995, J. Phys. Earth, 43, 59-78.
- (22) 和田博夫, 伊藤潔, 大見士郎, 小泉誠, 平野憲男, 2001, 京大防災研年報, 44B-1, 229-236.
- (23) 大見士郎, 和田博夫, 伊藤潔, 2001, 地震II, 54, 415-420.
- (24) 和田博夫, 伊藤潔, 大見士郎, 平野憲男, 小泉誠, 2002, 京大防災研年報, 45B, 555-559.
- (25) Ito, K. and H. Wada, 2002, Balkema Publication, Tokyo, 222-243,
- (26) Hirahara, K., Y. Ooi, M. Ando, Y. Hoso, Y. Wada, and T. Ohkura, 2003, Geophys. Res. Lett., 30, 8012, doi:1029/2002GL015035.
- (27) Hirahara, K., M. Ohzono, T. Sagiya, Y. Hoso, Y. Wada, and M. Ando, 2007, in *Geodynamics of Atotsugawa Fault System* (ed. by M. Ando), 25-44.
- (28) Ito, K., H. Wada, S. Ohmi, N. Hirano, and T. Ueno, 2007, in *Geodynamics of Atotsugawa Fault System* (ed. by M. Ando), 45-63.
- (29) Ando, M., *Geodynamics of Atotsugawa Fault System*, 2007, 186pp., TERRAPUB, Japan.